第47卷 第11期
2024年11月
干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY
Vol. 47 No. 11
Nov. 2024

中晚全新世科尔沁沙地气候变化及沙地演化研究

廖婉约[1]， 介冬梅[1,2,3,4]， 高桂在[1,2,3,4]， 王江永[5]

（1. 东北师范大学地理科学学院，吉林 长春 130024；2. 长白山地理过程与生态安全教育部重点实验室，吉林 长春 130024；3. 国家环境保护湿地生态与植被恢复重点实验室，吉林 长春 130024；4. 植被生态科学教育部重点实验室，吉林 长春 130024；5. 新疆大学地理与遥感科学学院，新疆 乌鲁木齐 830017）

摘 要：科尔沁沙地生态环境脆弱，对气候变化反应敏感，明确沙地演化规律及其对气候变化的响应对于未来沙地保护和管理具有重要理论指导意义。以科尔沁沙地东北缘一处风沙古土壤剖面为研究对象，利用粒度、烧失量、植硅体指标系统重建了科尔沁沙地中晚全新世以来的气候变化和沙地演化。结果表明：5700~2400 cal a BP期间，科尔沁沙地经历了2次固定期和2次扩张期。第一次固定期为5700~4800 cal a BP，东亚夏季风强烈，气候温暖湿润，沙地大部分为固定沙丘；第一次扩张期为4800~3900 cal a BP，此时夏季风不断衰退，气候开始变得冷干，导致沙地逐渐扩张；第二次固定期为3900~3300 cal a BP，气候转暖湿，土壤发育，沙地面积减少；第二次扩张期为3300~2400 cal a BP，气候转冷干，沙地再次扩张，古土壤层普遍被风沙覆盖。总之，东亚夏季风驱动的气候变化驱动了科尔沁沙地中晚全新世沙地演化，沙地管理政策的制定需要特别关注未来气候变化趋势。

关 键 词：科尔沁沙地；气候变化；沙地演化；植硅体分析；粒度分析

文章编号：1000－6060(2024)11－1876－11(1876～1886)

沙漠、沙地是我国北方自然环境的重要组成部分，在季风边缘区自东北向西南分布着科尔沁、浑善达克、毛乌素等一系列沙地[1]。沙地的生态环境脆弱，对气候变化的响应敏感，沉积了一系列风成沙-古土壤交互地层，是古环境研究的理想区域[2]，尤其是季风区沙地的扩张与收缩与季风的强弱密切相关[3]。因此，了解沙地的演化过程与气候变化之间的关系有助于对未来气候变化采取相应的措施，对理解未来气候变化趋势具有重要意义，此外，也为有效防治荒漠化和沙地治理、区域生态保护提供科学支撑，具有重要的经济和生态意义。

科尔沁沙地面积约5×10^4 km^2，是我国最大的沙地，地处我国北方农牧交错带东缘，与东北农业区相邻，位于东亚季风影响的边缘地带，对气候变化响应敏感[4]。对于科尔沁沙地的形成与演化，裘善文等[5-6]认为，受季风气候的影响，进入全新世以来，科尔沁沙地存在4次古土壤发育时期；董光荣等[7]认为，进入全新世以来，科尔沁沙地以沙漠化逆过程为主，但仍有沙漠化正过程出现，正、逆过程的波动也正反映了全球气候的波动；乌兰图雅等[8]认为，在全新世科尔沁沙地经历了4次稳定和4次活化，其中沙地稳定时期与气候温暖时期基本一致；Yang等[9-10]认为，在早、中全新世，科尔沁沙地的沙丘基本固定，沙地演化完全受气候变化的控制。近年来，越来越多的研究表明，沙地的演化及与气候变化之间存在密切的关系[11-12]。Li等[13]对近千年来的科尔沁沙地环境进行研究，认为沙地活化与固定反映了区域气候变化；刘冰等[14]对中晚全新世科尔沁沙地演化与气候变化对比，认为中晚全新世科尔沁沙地演化受区域气候变化的制约。除此之外，相继

收稿日期：2024-01-03； **修订日期：**2024-02-20
基金项目：国家自然科学基金面上项目（42271162）；吉林省自然科学基金面上项目（20220101149JC）；吉林省自然科学基金联合基金项目（2412021ZD005）资助
作者简介：廖婉约（2001-），女，硕士研究生，主要从事第四纪环境演化研究. E-mail: liaowy257@nenu.edu.cn
通讯作者：介冬梅（1969-），女，博士，教授，主要从事第四纪环境演化研究. E-mail: jiedongmei@nenu.edu.cn

有许多学者在呼伦贝尔沙地[15]、松嫩沙地[16]、浑善达克沙地[12]、巴丹吉林沙漠[17]等地开展研究，认为全新世时期沙地的形成演化受控于气候变化。

现有研究已经建立了科尔沁沙地演化的基本框架，但对沙地演化细节的反映尚存不足，分辨率较低，对中晚全新世科尔沁沙地演化过程及其如何对气候变化进行响应研究尚不完善。因此，本文对科尔沁沙地中晚全新世的气候变化与沙地演化过程进行细化，并进一步探讨风沙活动如何响应于气候变化。

1　材料与方法

1.1　研究区概况

科尔沁沙地的分布范围大致为117°35′~124°07′E、41°30′~45°24′N，主要分布在内蒙古自治区的通辽市和赤峰市，是我国最大的沙地，总面积约$5×10^4$ km^2（图1）。地势四周高、中间低，主要河流为西辽河，及其支流西拉木伦河、老哈河、教来河、乌尔吉木伦河等[18]。区域气候为半干旱大陆季风气候，春季干旱少雨，夏季温暖湿润，冬季寒冷干燥，具有从半干旱区向半湿润区过渡的特点，是东亚季风影响的边缘地带[19]。该地区冬季为西北风，春季为西南风，年平均风速为3.4~4.4 $m·s^{-1}$[20]。科尔沁沙地属我国北方农牧交错带东缘，是典型的生态环境脆弱地带，对气候变化和人类活动的响应十分敏感[21-22]。据考古资料记载，该地区发现了多个古文化遗址[23-25]，其中哈民忙哈遗址作为科尔沁沙地的典型遗址，其发掘正式揭开了科尔沁史前文化的序幕[26]。

1.2　样品采集

哈民忙哈剖面（43°58′59″N，122°13′24″E）位于内蒙古自治区通辽市科尔沁左翼中旗舍伯吐镇哈民忙哈遗址公园东方向大约500 m处，顶部为人工种植的杨树林，林下生长蒿属为主的草本植物。采样深度400 cm，以间距5 cm现场采样密封于自封袋中，样品数总计80个，分别编号为HM1~HM80。整个剖面以灰黄色细砂层和古土壤层为主，剖面底部与哈民忙哈遗址处于同一水平面，顶部侵蚀较为严重。为了确定采样剖面的年代，实验选择了6个沉积物样品，在广州地球化学研究所进行了AMS^{14}C年龄测试。

1.3　实验方法

植硅体提取采用的湿式灰化法[27]。将样品烘干后，称取20 g样品于50 mL离心管中，加入浓度为10%的盐酸去除碳酸钙，加入蒸馏水洗至中性后，加入浓硝酸反应至有机质完全氧化，再用蒸馏水清洗至中性后，再加入1粒孢子片，用浓度为10%的盐酸溶解并洗至中性，加入比重为2.38的溴化锌溶液用于浮选植硅体。最后，将样品加入蒸馏水清洗重液，以备制片、鉴定。植硅体统计在Motic生物显微镜下完成，放大倍数为600倍，每个载玻片中保证鉴定300粒以上的植硅体。

粒度的测试过程如下[28]：称取0.5 g样品于15 mL离心管中，加入5 mL的盐酸去除碳酸钙，洗至中性

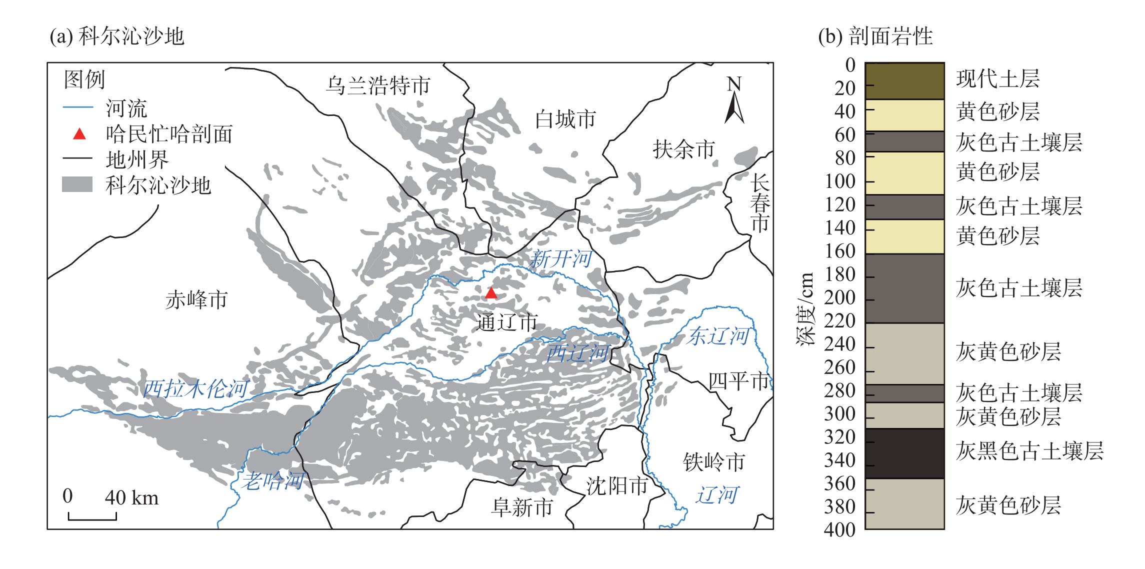


图1　研究区地理位置及剖面岩性

Fig. 1　Location of the study area and the sedimentary descriptions

后，再加入5 mL的过氧化氢去除有机质，洗至中性后，接着加入适量0.5 mol·L^{-1}的六偏磷酸钠溶液进行超声震荡，最后在Mastersizer 2000激光粒度仪上机测试，为减小因取样不均造成的误差，对每个样品重复测量3次取平均值。

烧失量测定过程如下：将样品烘干后称重，置于马弗炉中550 ℃高温灼烧4 h后取出称重，计算前后重量差即为有机质含量变化[29]。再次将坩埚置于马弗炉中，经950 ℃高温灼烧5 h后取出称重，计算前后重量差即为碳酸盐含量变化[30]。

2 结果与分析

2.1 AMC ^{14}C年代框架建立

为了更好地处理年代-深度关系，本文利用自然剖面中已测年并校正的6个样品的^{14}C年代（表1）来构建剖面的"年代-深度"模型和沉积速率计算，在RStudio1.4.1程序中使用IntCal0.2.2和rbacon2.5.5程序包为哈民忙哈剖面建立了完整的年代框架（图2）[31]。结果表明，哈民忙哈剖面形成于5688 cal a BP，结束于2171 cal a BP，沉积较为连续。考虑到表层样品可能受现代过程的影响，因此去除了顶部30 cm的样品，在此仅讨论5700~2400 cal a BP（400~30 cm）以来的气候演变与沙地演化过程。

2.2 粒度、烧失量特征

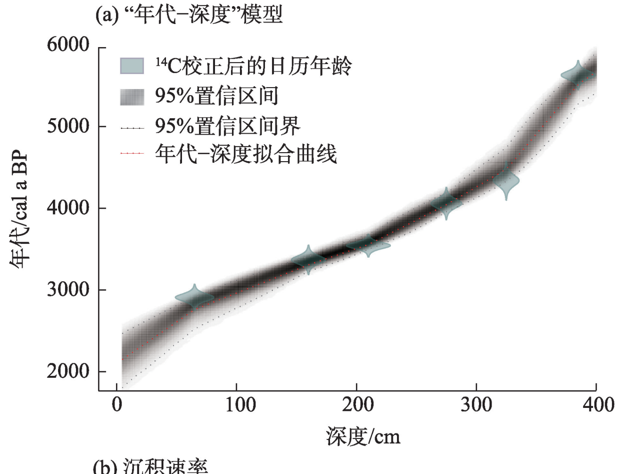
剖面沉积物以粗颗粒为主，粒度组成主要为砂（>63 μm），在74.21%~94.54%之间，平均含量为87.08%；粉砂（4~63 μm）与砂的变化趋势相反，在5.46%~25.46%之间，平均含量为12.90%；除此之外，还含有少量的黏土（<4 μm），仅出现在剖面底部，其平均含量只有0.02%。

沉积物往往受到多种物源和沉积动力的混合作用，通过从复杂的粒度数据中分离对沉积环境变化敏感的粒度组分，可以更好地认识沉积物形成过程中各阶段的动力变化情况。在本文中，基于Matlab 2022a软件，对哈民忙哈剖面样品的粒度结果进行了参数化（Gen. Weibull函数分布）端元分析[32]，将粒度数据分为3个端元，获得了良好的拟合结果（图3）。各线性相关指数均大于0.9，而当端元组分（EM）数超过2时，其角度偏差指数低于5。剖面端元分析中EM2（116.12~326.13 μm）和EM3（151.8~530.61 μm）峰值高且分布范围窄，但存在较多的重合，因此可以将EM2和EM3进行合并，合并后其含量高达52.59%~80.28%，粒径分布范围介于116.12~530.61 μm之间。

表1 哈民忙哈剖面AMS^{14}C测年结果

Tab. 1 AMS^{14}C dating results of Haminmangha profile

实验室编号	深度/cm	测年材料	^{14}C年龄/cal a BP	日历年龄/cal a BP
NENUR11060	65~70	全样	2790±25	2890±40
NENUR11061	160~165	全样	3125±25	3350±45
NENUR11063	210~215	全样	3315±25	3525±35
NENUR11064	275~280	全样	3705±30	4040±50
NENUR11065	325~330	全样	3880±30	4320±60
NENUR11066	385~390	全样	4880±35	5610±45



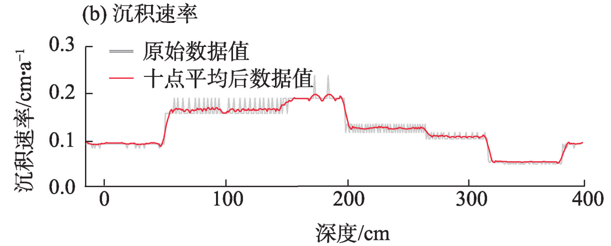
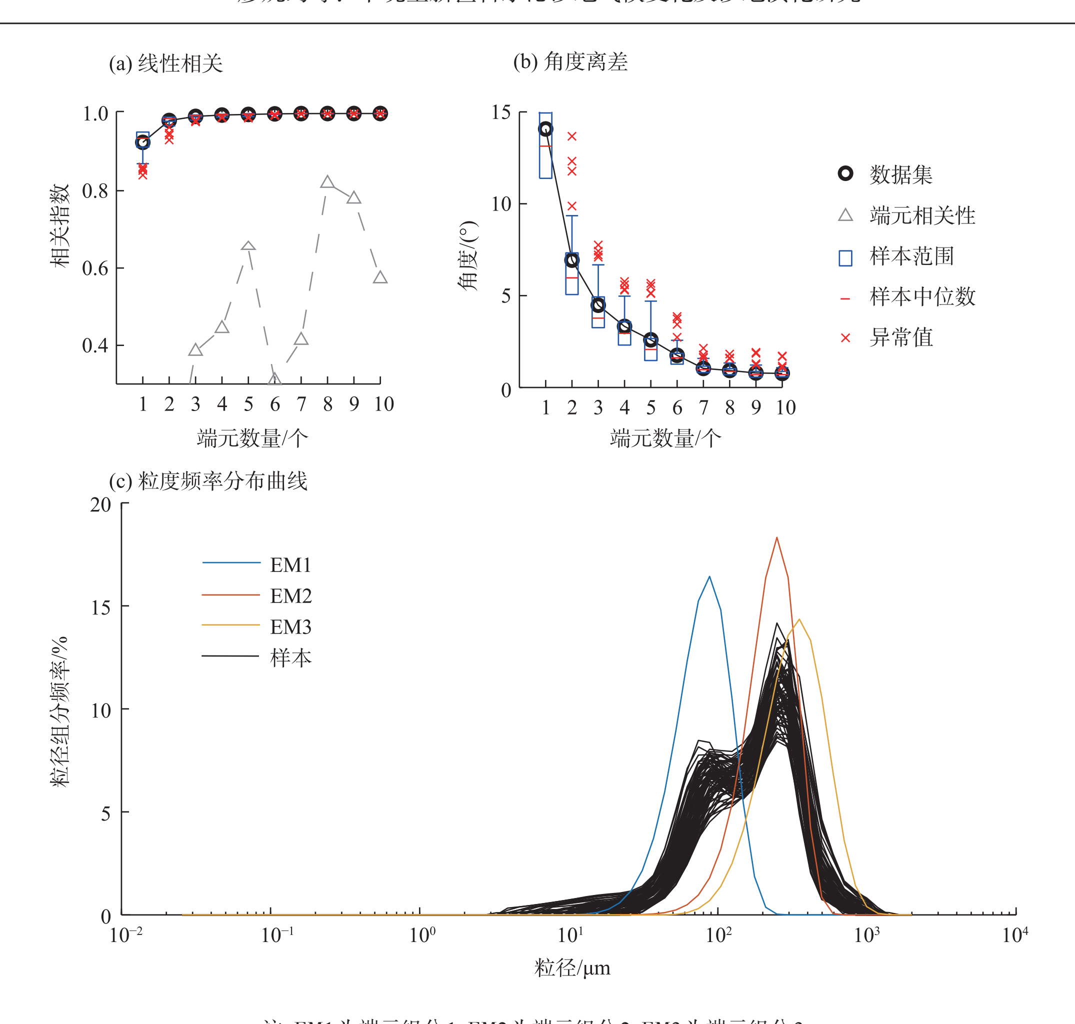


图2 哈民忙哈剖面基于"Bacon"建立的"年代-深度"模型及沉积速率

Fig. 2 "Age-depth" model and accumulation rate for the Haminmangha profile based on "Bacon"

端元分析结果表明，剖面沉积物来源主要为2部分，EM1（39.25~120.08 μm）组分平均百分含量为33.80%，主要由悬移产生，可能包含部分跃移，这一组分主要来自于远源物质，在条件允许的情况下这一组分可以运输数千米，主要来自上风向的松嫩沙地以及科尔沁沙丘之间洼地。EM2+3（116.12~530.61 μm）这一组分含量高达66.20%，这一组分通常通过跃移从附近而来，多为科尔沁沙地就地起沙堆积而成，除此之外，剖面附近的西辽河、新开河河



注：EM1为端元组分1；EM2为端元组分2；EM3为端元组分3。

图3 粒度端元拟合结果

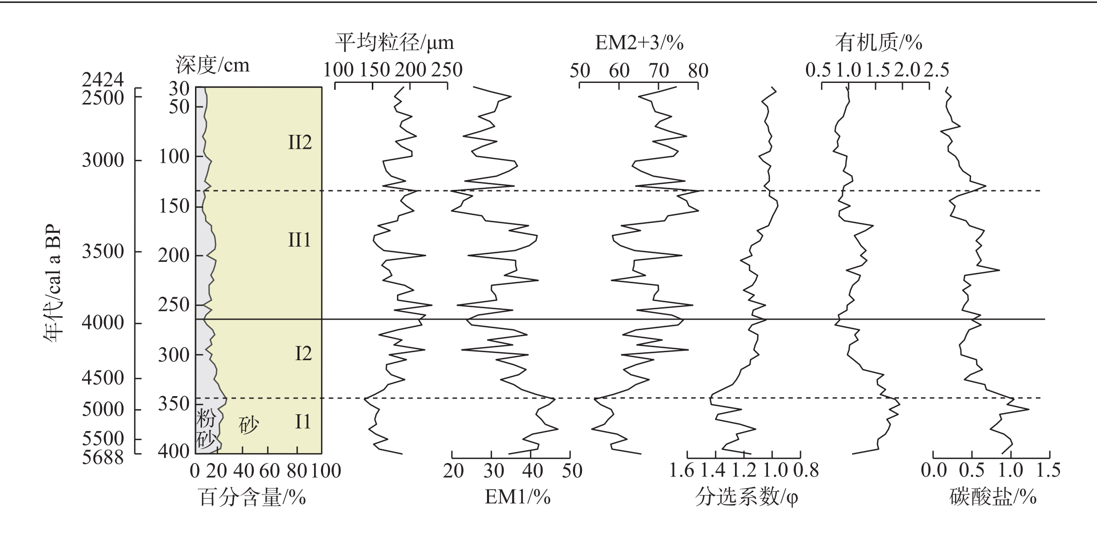
Fig. 3 Fitted results of grain size end-member

漫滩也能提供此粒径的沉积物。

裘善文[5]通过对科尔沁沙地沉积物粒度进行分析，并结合孢粉分析、热释光以及古地磁等多个测试方法，认为科尔沁沙地物质的来源主要是由起沙风就地吹扬堆积而成。在风力的长期作用下，细颗粒组分被风力搬运流失，而粗颗粒组分遗留较多，表现出较好的分选性。在科尔沁沙地，风力搬运的沉积物相较于河流搬运具有更好的分选性。哈民忙哈剖面的分选系数与EM2+3粗颗粒组分表现出较好的同步性，因此EM2+3可在一定程度上代表风力搬运的强度。基于剖面的粒度和烧失量数据，根据植硅体聚类分析特征，可将剖面划分为2个带和4个亚带（图4）。

I带（400~260 cm，5688~3950 cal a BP），以粗颗粒的EM2+3组分为主，均值为63.19%。细颗粒的EM1组分含量为EM2+3组分的50%左右，呈现出逐渐降低的特征，均值为36.80%。在该阶段，平均粒径大小与EM2+3组分含量同步变化，呈现出递增的趋势，均值为173.03 μm。分选系数在底部存在较大的波动，而后逐渐降低，分选变好。更细的沉积物往往利于土壤的发育，促进有机质的形成和积累。在该阶段有机质含量变化与EM1组分含量变化一致，呈现逐渐降低的特征，均值为1.39%，碳酸盐含量与对应层位有机质含量呈相同的变化趋势，均值为0.69%。

在I1时期（400~340 cm，5688~4752 cal a BP），EM1组分的含量较高，均值为41.99%，同时期有机质含量也较高，表明该时期的沉积物整体较细，土壤发育较好。这一时期碳酸盐含量降低，可能是由于降水丰富导致的淋溶作用增强。在I2时期（340~260 cm，4752~3950 cal a BP），EM2+3组分含量不断上升，EM1组分含量不断下降，均值为32.81%，沉积物的颗粒大小变粗，有机质含量下降，碳酸盐含量变化不大。



注：EM1为端元组分1；EM2+3为端元组分2、3之和；I1、I2、II1、II2为聚类分析分带。下同。

图4 粒度参数、有机质与碳酸盐含量变化曲线

Fig. 4 Change curves of grain size, organic matter and carbonate content

II带(260~30 cm，3950~2420 cal a BP)，EM2+3组分含量略有增加，均值为69.10%，平均粒径也变粗，均值为183.40 μm。EM1组分含量较上一带略有降低，均值为30.89%。该阶段分选系数较上一带降低，分选变好。有机质含量与EM1组分仍保持同步变化，相较上一阶段显著降低，均值降至1.00%。碳酸盐也较上一带显著降低，均值为0.38%。

在II1时期(260~140 cm，3950~3212 cal a BP)，EM2+3组分含量呈现先增加后降低的特征，均值为68.06%。有机质和碳酸盐含量在该阶段均处于较高水平。在II2时期(140~30 cm，3212~2420 cal a BP)，EM2+3组分含量升高，均值为70.29%，EM1组分含量变化趋势与其相反，降低至最低水平。有机质和碳酸盐含量也相对较低。

2.3 植硅体组合特征

对哈民忙哈剖面80个样品进行镜下鉴定，共统计和鉴定了植硅体24715粒，平均每个样品含309粒植硅体。参考王永吉等[33]对植硅体的分类与命名及ICPN1.0[34]和ICPN2.0[35]鉴定标准，剖面共鉴定出植硅体类型26种，包括鞍型、帽型、哑铃型、齿型、棒型、尖型、扇型、方型、扁平状、毛发状等，除此之外，还统计了海绵骨针145粒。剖面中以棒型植硅体(23%~48%)和尖型植硅体(14%~36%)所占比例最大，其次为帽型植硅体(2%~17%)。

在所统计的植硅体类型中，不同的植硅体类型反映了不同的植物来源，因此特定的植硅体形态具有不同的环境指示意义，可以进一步指示区域气候环境。Bremond等依据C_3植物和C_4植物与不同环境之间的对应关系提出了温暖指数[36]，定义气候指数Ic=C_3(帽型+齿型)/[C_3+C_4(帽型+齿型+鞍型+哑铃型+十字型)]，其数值越高则表明气候越是寒冷，越低则越温暖。

基于剖面植硅体鉴定和统计结果，根据不同类型植硅体百分含量进行有序聚类分析，可将剖面划分为2个带和4个亚带(图5)。

I带(400~260 cm，5688~3950 cal a BP)，植硅体类型以平滑棒型和普通尖型为主，为示冷型植硅体，平均百分含量分别为21.31%和18.76%，示暖型植硅体含量远低于示冷型植硅体。该阶段植硅体平均浓度为4395粒·g^{-1}，处于较高水平。气候指数在前期较低，后期逐渐升高，均值为57.58%。在I1时期(400~340 cm，5688~4752 cal a BP)，气候指数处于较低水平，均值为49.44%，指示较为温暖的环境。在I2时期(340~260 cm，4752~3950 cal a BP)，气候指数明显上升，均值为63.32%，气候逐渐变得冷干。

II带(260~30 cm，3950~2420 cal a BP)，植硅体类型仍以示冷型植硅体为主，主要为平滑棒型和普通尖型，平均百分含量分别为24.08%和21.84%，较上一阶段含量上升；示暖型的植硅体含量较少且略有降低，植硅体浓度较低且呈现逐渐降低的趋势，均值为2097粒·g^{-1}。气候指数较上一阶段有着明显的上升，均值升至67.13%。在II1时期(260~140 cm，3950~3212 cal a BP)，与上一阶段相比，气候指数有

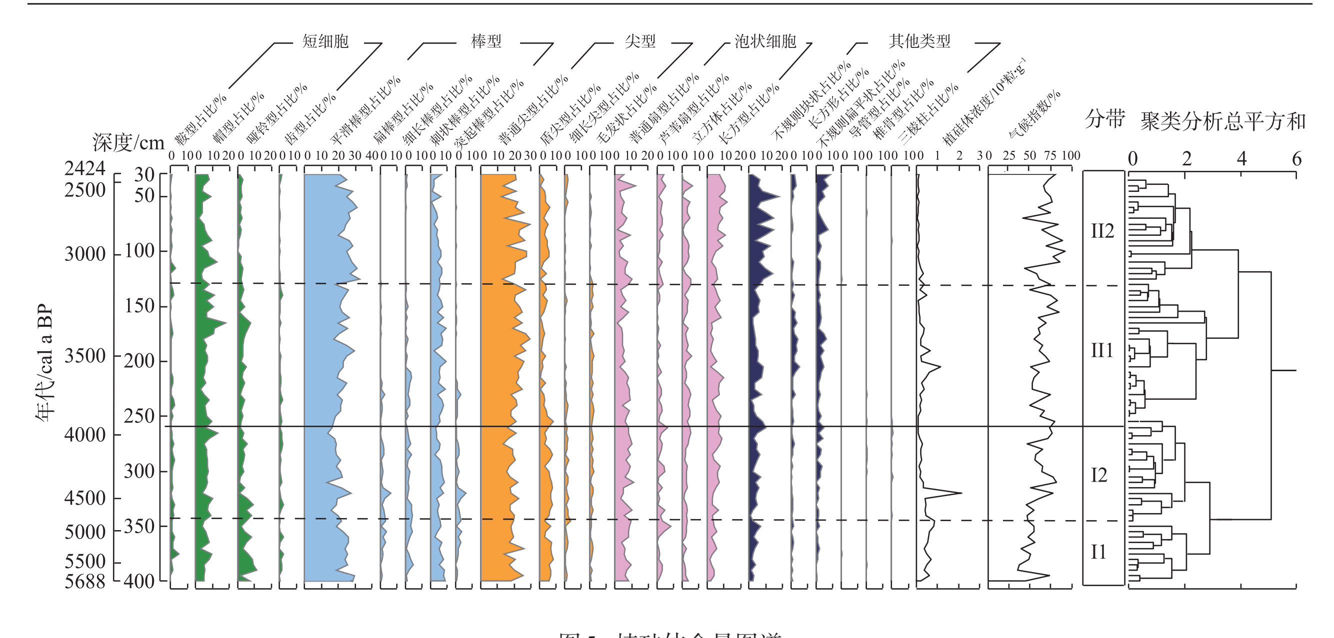


图5 植硅体含量图谱

Fig. 5 Phytolith content diagram

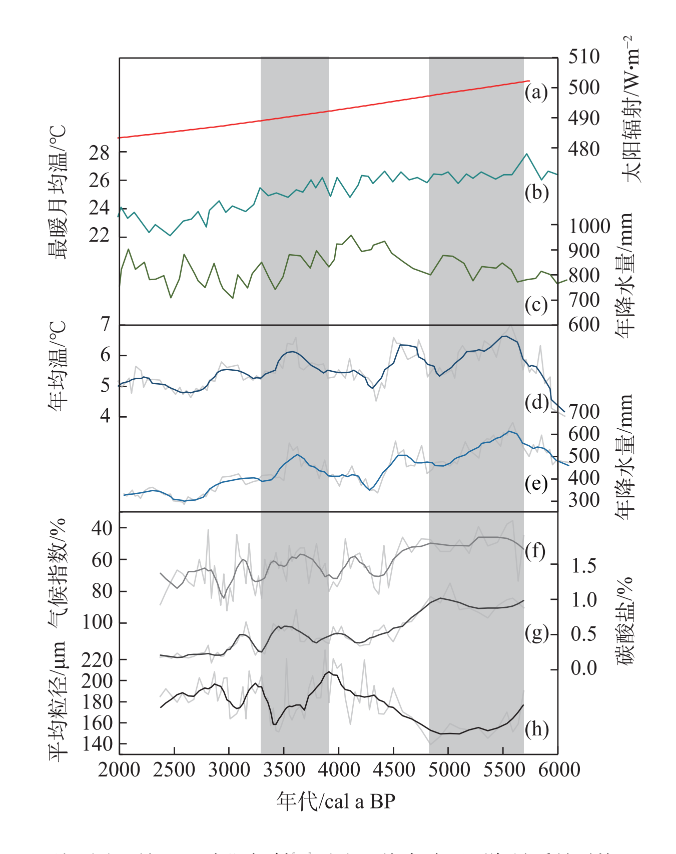
所上升，均值升至64.93%，气候持续变冷。在II2时期（140~30 cm，3212~2420 cal a BP），气候指数显著上升，均值增至69.64%，气候变得冷干。

3 讨 论

3.1 中晚全新世科尔沁沙地古气候重建

研究区位于科尔沁沙地，是东亚季风影响的边缘地带，其气候变化在很大程度上受到了夏季风的影响。在哈民忙哈剖面中，植硅体、粒度与碳酸盐结果在大趋势上具有较好的一致性，可以综合反映该地区的气候。5700~2400 cal a BP期间，哈民忙哈剖面植硅体气候指数呈现逐渐升高的趋势，碳酸盐含量呈现逐渐降低的趋势，与太阳辐射不断降低，夏季风不断减弱的情况相符合[37]。综合粒度、植硅体、碳酸盐结果曲线，根据其趋势特点重建了科尔沁沙地的气候演化过程(图6)。

在5700~4800 cal a BP期间，沉积物的平均粒径偏细且有黏土出现，处于整个剖面的最低值。该阶段气候指数较低，碳酸盐含量较高，表明该阶段的气候较为温暖湿润，反映了气候环境整体处于全新世大暖期适宜期。同处于东亚夏季风边缘的岱海湖的孢粉重建结果显示[39]，在该阶段，气候温暖湿润；长白山地区四海龙湾玛珥湖孢粉重建结果也表明[38]，这一时期的温度维持在较高水平，处于相对温暖湿润的阶段。在此阶段，我国北方地区温暖湿润的气候与东亚夏季风的增强密切相关，此时夏季



注：(a) 7月45°N太阳辐射[37]；(b) 四海龙湾玛珥湖最暖月平均温度[38]；(c) 四海龙湾玛珥湖年平均降水量[38]；(d) 岱海地区孢粉拟合的最暖月平均温度[39]；(e) 岱海地区孢粉拟合的年平均降水量[39]；(f) 哈民忙哈剖面植硅体气候指数；(g) 哈民忙哈剖面碳酸盐含量；(h) 哈民忙哈剖面平均粒径。图(d)~(h) 浅灰色线为原始数据值，其他线为十点平均后数据值；阴影部分代表相对暖湿时期。

图6 哈民忙哈剖面指标与其他区域古气候记录比较

Fig. 6 Comparison of the index of the Haminmangha profile with paleoclimate records

风的影响范围较大，覆盖面积较广。

在4800~4000 cal a BP期间，沉积物平均粒径逐渐升高，上升至整个剖面的最高值，气候指数也逐渐升高，碳酸盐含量显著降低，表明该阶段的气候开始变得冷干，有机质含量在该阶段也不断降低，反映该阶段的气候环境处于大暖期适宜期向较为冷干气候的过渡阶段，夏季风逐渐减弱。此外，4.2 ka事件也对科尔沁沙地的气候变化产生了显著影响。在距今4000 a左右，沉积物平均粒径达到剖面最高值，气候指数较高，表明气候的冷干程度达到最大值。这一时期，镜泊湖[40]、达里湖[41]孢粉记录均表明4.2 ka左右树木百分比降低，这些现象都表明在这一时期气候大范围变得冷干。

这一时期处于由中全新世向晚全新世逐渐过渡的阶段，东亚夏季风活动强度逐渐减弱。岱海湖的孢粉重建结果显示在这一时期气候变得冷干，显示出夏季风逐渐衰退的特点。本文的研究结果与岱海地区的气候重建结果在趋势上具有较好的一致性，说明同时受到了东亚夏季风的影响[39]。位于夏季风边缘区的马营海湖泊沉积物的孢粉重建结果表明，在4.8 ka左右树木花粉比例下降，气候逐渐变干[42]。而四海龙湾玛珥湖孢粉重建气候的结果表明[38]，这一时期的温度整体仍处于较高水平，降水量不断升高在4.0 ka左右才有所下降，这可能是科尔沁沙地位于夏季风边缘，夏季风的西界向东移动，不断减弱，而长白山区在此阶段仍在夏季风影响范围内，气候较为温暖湿润。

在4000~3300 cal a BP期间，沉积物平均粒径处于较低值，碳酸盐含量短暂升高，植硅体气候指数较低，各指标均表明气候有向暖湿发展的趋势，但整体仍处于较为冷干的阶段。

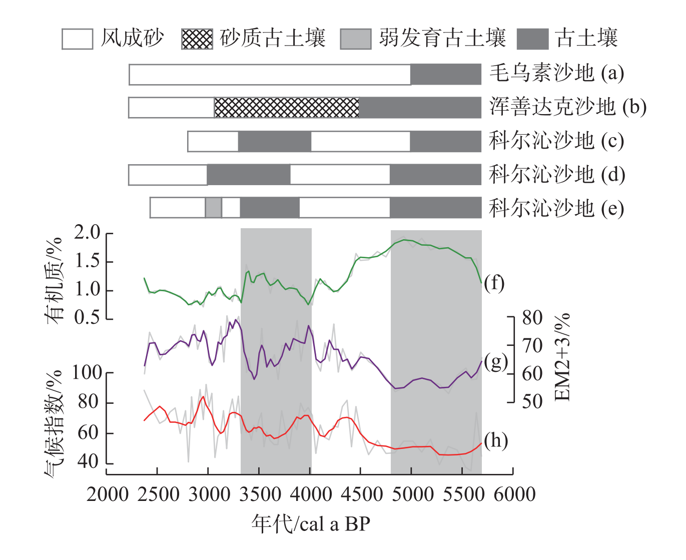
在这一时期，我国北方的多处记录表明，气候出现了回暖现象。Jia等[43]利用木炭化石对西辽河流域3500 cal a BP以来气候演变重建结果表明，约3500 cal a BP前后，存在一定时间的暖湿气候，岱海湖的花粉结果也同步记录了这次的变暖现象[39]。位于长白山地区的四海龙湾玛珥湖孢粉重建结果表明[38]，降水在此时也存在一定的高值，该阶段处于中晚全新世气候衰退大背景下仍然存在阶段性的暖湿气候。

在3300~2400 cal a BP期间，剖面平均粒径再次变粗，气候指数升高，碳酸盐含量降至最低水平，气候趋于冷干，处于夏季风衰退的阶段。岱海湖气候重建结果与四海龙湾的气候重建结果均表明[38-39]，在这一时期气候变得更加干冷，指示东亚夏季风的快速衰退过程。

在中晚全新世时期，受北半球太阳辐射量不断降低的影响，夏季风开始衰退[37]。科尔沁沙地位于夏季风边缘地带，最先受到了夏季风衰退的影响，在中全新世晚期，气候环境已经从全新世大暖期的温暖湿润向冷干发展。而长白山地区受到夏季风影响时间更长，在晚全新世时期，气候开始趋于寒冷。因此，科尔沁沙地气候向冷干转变的时间要早于长白山区。

3.2 中晚全新世科尔沁沙地演化过程

沙地演化主要是指沙地的固定缩小与活化扩张的过程，沙地中风沙层和古土壤往往是沙地演化的重要标志[44]。风沙层时期，粗颗粒组分含量较高，风沙活动强，植被覆盖较少，成壤作用弱，有机质含量低；古土壤发育时期，细颗粒组分含量较高，成壤作用较强，植被生长往往比较茂盛，有机质含量相对较高。根据哈民忙哈剖面粒度端元分析和有机质含量结果，重建了科尔沁沙地中晚全新世以来的沙地演化过程并探讨了其对气候的响应（图7）。



注：(a) 毛乌素沙地演化[45]；(b) 浑善达克沙地演化[46]；(c) 科尔沁沙地演化[47]；(d) 科尔沁沙地演化[48]；(e) 哈民忙哈剖面重建的科尔沁沙地演化；(f) 哈民忙哈剖面有机质含量；(g) 哈民忙哈剖面粒度端元EM2+3组分含量；(h) 哈民忙哈剖面植硅体气候指数。图(f)~(h)浅灰色线为原始数据值，其他线为十点平均后数据值，阴影部分代表沙地固定期。

图7 哈民忙哈剖面指标与其他沙地演化记录比较

Fig. 7 Comparison of the index of the Haminmangha profile with other sandy land evolution records

沙地的第一次固定期为5700~4800 cal a BP。此时科尔沁沙地大部分为固定沙丘，粗颗粒组分含量相对较低，有机质含量较高，风沙活动弱，古土壤发育较好。此时的气候也较为温暖湿润，处于全新世大暖期适宜期，有利于沙丘的固定和古土壤的发育。周边的毛乌素沙地[45]在此阶段气候也较为暖湿，植被发育较好，浑善达克沙地[46]地表沙丘被大规模固定。在该时期，我国北方地区大部分区域处于夏季风影响范围，气候整体较为温暖湿润。

在该阶段，西辽河流域红山文化覆盖了科尔沁沙地的大部分地区，说明在该阶段科尔沁沙地发育了较好的古土壤，有利于早期农业的发展[24]。在剖面附近的哈民忙哈先民们生活在该阶段，表明此时的自然环境条件相对优越，为人类的生存发展提供了良好的基础[49]。

沙地的第一次扩张期为4800~4000 cal a BP。此时科尔沁沙地逐渐扩张，粗颗粒组分含量逐渐升高，有机质含量逐渐降低，风沙活动不断增强，此时夏季风不断衰退，气候开始变得冷干。该阶段，科尔沁沙地古土壤的发育缓慢。西拉木伦河流域的孢粉研究结果显示，在5000~4000 cal a BP，气候逐渐变冷，科尔沁沙地有一次明显的活化扩张过程[47]。Guo等[50]的研究结果表明约5000~4000 cal a BP时东北沙漠/沙地均呈现固定性下降，流动性增加的趋势，表现出对4.2 ka冷事件的响应。

在该阶段，气候不断恶化，导致沙地不断扩张，大部分古土壤层被风成沙所覆盖，农业的发展停滞[51]，人类获得的可食用资源减少，对红山文化的衰落产生了影响[24]。此时的科尔沁沙地大部分为活动沙丘，变得不适合人类居住和农业生产。

沙地的第二次固定期为4000~3300 cal a BP。此时，科尔沁沙地处于沙丘固定的时期，沙地第二次收缩，粗颗粒组分含量下降，有机质含量有所上升，较为暖湿的气候条件有助于土壤的发育，沙地面积减少。此时，在西辽河流域夏家店下层文化迅速发展，分布在科尔沁沙地南部，相对暖湿的气候条件有利于农业文化的发展[25]。

在此阶段，位于东部的科尔沁沙地受到暖湿气候的影响，沙丘顶部开始发育古土壤。而位于西部的沙地仍受到冷干气候的影响，浑善达克沙地夏季风活动较弱，缺乏风化作用，发育砂质土壤[46]；毛乌素沙地则处于沙丘活动期，风沙活动强烈[45]。

沙地的第二次扩张期为3300~2400 cal a BP。科尔沁沙地再次扩张，粗颗粒百分含量上升，处于最高水平，有机质百分含量较低，古土壤层普遍被风沙覆盖，此时的气候条件也处于最为冷干的阶段。随着风沙活动不断增强，农田被破坏，夏家店下层文化被以畜牧业为主的夏家店上层文化所取代[24]。在3000 cal a BP左右，气候条件普遍恶化，通常被认为是全新世大暖期的结束。我国北方大部分沙地在此阶段活化扩张，浑善达克沙地沉积物以风沙为主[46]，毛乌素沙地持续活化扩张，以流动、半流动沙地为主[45]。

以上分析可以看出，科尔沁沙地的进退与气候波动具有同步性，气候温暖湿润的时期，风沙活动弱，沙地固定收缩。气候较为冷干的时期，沙地活化扩张。由此可以看出，气候的变化是科尔沁沙地大规模风沙活动的主要原因。

此外，我国北方沙地的演变也具有一定的时空变化规律。科尔沁沙地相比于浑善达克沙地与毛乌素沙地具有更长的固定时间，这可能是由于科尔沁沙地位置偏东，受夏季风的影响强，气候条件更为优越。而偏西的浑善达克沙地与毛乌素沙地受到夏季风的影响较弱，沙地处于活化扩张的时间更长。

4 结 论

（1）基于哈民忙哈剖面的多指标分析表明，中晚全新世科尔沁沙地气候整体上由暖湿向冷干转变，可进一步划分为暖湿-相对冷干-相对暖湿-冷干4个时期。逐步冷干的趋势与中全新世以来45°N太阳辐射量逐渐降低相吻合，反映了科尔沁沙地气候变化主要受太阳辐射变化影响的东亚季风进退控制。

（2）与气候变化相对应，中晚全新世科尔沁沙地经历了固定-扩张-固定-扩张4个阶段。5700~4800 cal a BP间科尔沁沙地的大规模固定与东亚夏季风的强盛密切相关，4800~4000 cal a BP间沙地不断扩张与夏季风衰退阶段相对应。4000~3300 cal a BP间气候的阶段性回暖促进了科尔沁沙地的固定，3300~2400 cal a BP间科尔沁沙地再次大规模扩张，气候此时也处于最为冷干的阶段，中晚全新世科尔沁沙地演化过程主要受东亚夏季风控制的气候变化所制约。

参考文献（References）

[1] 董光荣. 中国沙漠形成演化气候变化与沙漠化研究[M]. 北京:

海洋出版社, 2002: 212-232. [Dong Guangrong. Study on climate change and desertification in desert formation and evolution in China[M]. Beijing: China Ocean Press, 2002: 212-232.]
[2] 徐宇杰, 刘冰, 孙爱军, 等. 古尔班通古特沙漠及周边区域全新世环境演变研究进展[J]. 干旱区地理, 2023, 46(4): 550-562. [Xu Yujie, Liu Bing, Sun Aijun, et al. Research progress of Holocene environmental evolution in the Gurbantunggut Desert and its surrounding areas[J]. Arid Land Geography, 2023, 46(4): 550-562.]
[3] Liu B, Zhang H, Li S H, et al. Asynchronous palaeosol development during the past 20 ka in response to climate change across the dune fields of the Asian summer monsoonal boundary, northern China[J]. Earth-Science Reviews, 2022, 234: 104232, doi: 10.1016/j.earscirev.2022.104232.
[4] 张兰生, 方修琦, 任国玉, 等. 我国北方农牧交错带的环境演变[J]. 地学前缘, 1997(增刊1): 131-140. [Zhang Lansheng, Fang Xiuqi, Ren Guoyu, et al. Environmental changes in the north China farming-grazing transitional zone[J]. Earth Science Frontiers, 1997 (Suppl. 1): 131-140.]
[5] 裘善文. 试论科尔沁沙地的形成与演变[J]. 地理科学, 1989(4): 317-328, 97. [Qiu Shanwen. Study on the formation and evolution of Horqin Sandy Land[J]. Scientia Geographica Sinica, 1989(4): 317-328, 97.]
[6] 裘善文, 李取生, 夏玉梅. 东北平原西部沙地古土壤与全新世环境变迁[J]. 第四纪研究, 1992(3): 224-232. [Qiu Shanwen, Li Qusheng, Xia Yumei. Paleosols of sandy lands and environmental changes in the western plain of northeast China during Holocene [J]. Quaternary Sciences, 1992(3): 224-232.]
[7] 董光荣, 金炯, 李保生, 等. 科尔沁沙地沙漠化的几个问题——以南部地区为例[J]. 中国沙漠, 1994(1): 1-9. [Dong Guangrong, Jin Jiong, Li Baosheng, et al. Several problems on the desertification of Horqin Sandy Land, northeast China: A case study on its south area[J]. Journal of Desert Research, 1994(1): 1-9.]
[8] 乌兰图雅, 雷军, 玉山. 科尔沁沙地风沙环境形成与演变研究进展[J]. 干旱区资源与环境, 2002(1): 28-31. [Wulan Tuya, Lei Jun, Yu Shan. An advance on studies of formation and environment evolution of Horqin Desert[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2002(1): 28-31.]
[9] Yang L H, Wang T, Zhou J, et al. OSL chronology and possible forcing mechanisms of dune evolution in the Horqin dunefield in northern China since the Last Glacial Maximum[J]. Quaternary Research, 2012, 78(2): 185-196.
[10] Yang L H, Zhou J, Lai Z P, et al. Lateglacial and Holocene dune evolution in the Horqin dunefield of northeastern China based on luminescence dating[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2010, 296(1): 44-51.
[11] 薛文萍, 靳鹤龄, 刘冰, 等. 中国季风边缘区全新世沙地演化及其驱动机制研究进展[J]. 中国沙漠, 2019, 39(3): 163-171. [Xue Wenping, Jin Heling, Liu Bing, et al. Advances in the study of sandy land evolution and driving mechanism in the monsoonal margin area in China during the Holocene epoch[J]. Journal of Desert Research, 2019, 39(3): 163-171.]
[12] Jin H L, Sun L Y, Sun Z. Millennial-scale evolution of Hunshandake Desert and climate change during the Holocene in Inner Mongolia, northern China[J]. Sciences in Cold and Arid Regions, 2010, 2 (6): 505-513.
[13] Li S H, Chen Y Y, Li B, et al. OSL dating of sediments from deserts in northern China[J]. Quaternary Geochronology, 2007, 2(1): 23-28.
[14] 刘冰, 靳鹤龄, 孙忠. 中晚全新世科尔沁沙地演化与气候变化[J]. 中国沙漠, 2013, 33(1): 77-86. [Liu Bing, Jin Heling, Sun Zhong. Desert evolution and climate change in the Horqin Sandy Land in middle and late Holocene[J]. Journal of Desert Research, 2013, 33(1): 77-86.]
[15] 汪佩芳. 全新世呼伦贝尔沙地环境演变的初步研究[J]. 中国沙漠, 1992(4): 16-22. [Wang Peifang. Preliminary study on the environmental changes of Hulun Buir Sandy Land since the Holocene [J]. Journal of Desert Research, 1992(4): 16-22.]
[16] 李取生. 松嫩沙地历史演变的初步研究[J]. 科学通报, 1990(11): 854-856. [Li Qusheng. A preliminary study on the evolution of Songnen Sandy Land[J]. Science Bulletin, 1990(11): 854-856.]
[17] 刘子亭, 杨小平, 朱秉启. 巴丹吉林沙漠全新世环境记录的年代校正与古气候重建[J]. 第四纪研究, 2010, 30(5): 925-933. [Liu Ziting, Yang Xiaoping, Zhu Bingqi. Reinterpretation of the chronological data of palaeo-environmental records in the Badain Jaran Desert and reconstruction of the Holocene climatic changes[J]. Quaternary Sciences, 2010, 30(5): 925-933.]
[18] Lu H Y, Zhou Y L, Liu W G, et al. Organic stable carbon isotopic composition reveals late Quaternary vegetation changes in the dune fields of northern China[J]. Quaternary Research, 2012, 77(3): 433-444.
[19] Guo L C, Xiong S F, Yang P, et al. Holocene environmental changes in the Horqin Desert revealed by OSL dating and $\delta^{13}C$ analyses of paleosols[J]. Quaternary International, 2018, 469: 11-19.
[20] 张启德, 王玉秀. 科尔沁沙地与大气环境[M]. 北京: 科学出版社, 1994: 14-16. [Zhang Qide, Wang Yuxiu. Horqin sandy land and atmospheric environment[M]. Beijing: Science Press, 1994: 14-16.]
[21] Miao R H, Liu Y Z, Wu L Q, et al. Effects of long-term grazing exclusion on plant and soil properties vary with position in dune systems in the Horqin Sandy Land[J]. Catena, 2022, 209: 105860, doi: 10.1016/j.catena.2021.105860.
[22] 卓海昕, 鹿化煜, 贾鑫, 等. 全新世中国北方沙地人类活动与气候变化关系的初步研究[J]. 第四纪研究, 2013, 33(2): 303-313. [Zhuo Haixin, Lu Huayu, Jia Xin, et al. A preliminary study on human activities in sand fields of northern China and its relationship with the climatic variations in Holocene[J]. Quaternary Sciences, 2013, 33(2): 303-313.]
[23] Xu D K, Lu H Y, Chu G Q, et al. Synchronous 500-year oscillations of monsoon climate and human activity in northeast Asia[J].

Nature Communications, 2019, 10(1): 4105, doi: 10.1038/s41467-019-12138-0.

[24] 王琳, 武虹, 贾鑫. 西辽河地区史前聚落的时空演变与生业模式和气候历史的相关性研究[J]. 地球科学进展, 2016, 31(11): 1159-1171. [Wang Lin, Wu Hong, Jia Xin. Study on the temporal-spatial evolution of prehistoric settlements and its correlation with subsistence strategy and climate history in the western Liao River area[J]. Advances in Earth Science, 2016, 31(11): 1159-1171.]

[25] 何瑾, 刘演, 田彦国, 等. 西辽河流域中晚全新世气候环境演变及其对农牧业演替的影响[J]. 地理学报, 2021, 76(7): 1618-1633. [He Jin, Liu Yan, Tian Yanguo, et al. Mid-late Holocene climate change and its impact on the agriculture-pastoralism evolution in the west Liaohe Basin[J]. Acta Geographica Sinica, 2021, 76(7): 1618-1633.]

[26] 朱永刚, 吉平. 内蒙古哈民忙哈遗址房址内大批人骨遗骸死因蠡测——关于史前灾难事件的探索与思考[J]. 考古与文物, 2016(5): 75-82. [Zhu Yonggang, Ji Ping. A prediction of the cause of death of a large number of human bones in the Haminmangha Site in Inner Mongolia: Exploration and reflection on the prehistoric disaster events[J]. Archaeology and Cultural Relics, 2016(5): 75-82.]

[27] 高桂在. 东北地区典型植物群落的表土植硅体记录及晚冰期以来古植被定量重建[D]. 长春: 东北师范大学, 2019. [Gao Guizai. Phytolith reference for identifying typical plant communities in northeastern China and its implication in paleo-vegetation reconstruction since the Late-glacial Period[D]. Changchun: Northeast Normal University, 2019.]

[28] 刘颖, 介冬梅, 方启, 等. 长山遗址沉积物粒度特征及其环境指示意义[J]. 东北师大学报(自然科学版), 2020, 52(1): 136-143. [Liu Ying, Jie Dongmei, Fang Qi, et al. Sediment grain-size characteristics of the Changshan site and its environmental indication meaning[J]. Journal of Normal University (Natural Science Edition), 2020, 52(1): 136-143.]

[29] 张佳华, 孔昭宸, 杜乃秋. 烧失量数值波动对北京地区过去气候和环境的特征响应[J]. 生态学报, 1998(4): 9-13. [Zhang Jiahua, Kong Zhaochen, Du Naiqiu. The respondence of loss-on-ignition range to past climate and environment in Beijing[J]. Acta Ecologica Sinica, 1998(4): 9-13.]

[30] Heiri O, Lotter A F, Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: Reproducibility and comparability of results[J]. Journal of Paleolimnology, 2001, 25(1): 101-110.

[31] Blaauw M, Christen J A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process[J]. Bayesian Analysis, 2011, 6: 457-474.

[32] Paterson G A, Heslop D. New methods for unmixing sediment grain size data[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2015, 16(12): 4494-4506.

[33] 王永吉, 吕厚远. 植物硅酸体研究及应用[M]. 北京: 海洋出版社, 1993: 48-118. [Wang Yongji, Lü Houyuan. Phytolith study and its application[M]. Beijing: China Ocean Press, 1993: 48-118.]

[34] Madella M, Alexandre A, Ball T. International code for phytolith nomenclature 1.0[J]. Annals of Botany, 2005, 96(2): 253-260.

[35] Neumann K, Strömberg C, Ball T, et al. International code for phytolith nomenclature 2.0[J]. Annals of Botany, 2019, 124(2): 189-199.

[36] Bremond L, Alexandre A, Wooler M J, et al. Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on east Afican tropical mountains[J]. Glob Planet Change, 2008, 61: 209-224.

[37] Yang S L, Dong X X, Xiao J L. The East Asian monsoon since the Last Glacial maximum: Evidence from geological records in northern China[J]. Science China Earth Sciences, 2019, 62(8): 1181-1192.

[38] Stebich M, Rehfeld K, Schlütz F, et al. Holocene vegetation and climate dynamics of NE China based on the pollen record from Sihailongwan Maar Lake[J]. Quaternary Science Reviews, 2015, 124: 275-289.

[39] Xu Q H, Xiao J L, Li Y C, et al. Pollen-based quantitative reconstruction of Holocene climate changes in the Daihai Lake area, Inner Mongolia, China[J]. Journal of Climate, 2010, 23(11): 2856-2868.

[40] Li C H, Wu Y H, Hou X H. Holocene vegetation and climate in northeast China revealed from Jingbo Lake sediment[J]. Quaternary International, 2011, 229(1): 67-73.

[41] Wen R L, Xiao J L, Fan J W, et al. Pollen evidence for a mid-Holocene East Asian summer monsoon maximum in northern China[J]. Quaternary Science Reviews, 2017, 176: 29-35.

[42] Ren X X, Huang X Z, Huang C, et al. Effects of human activities on mountain forest in northern China during the middle Holocene[J]. Quaternary Science Reviews, 2022, 288: 107580, doi: 10.1016/j.quascirev.2022.107580.

[43] Jia X, Wang S Z, Sun Y G, et al. Charcoal evidence for environmental change ca. 3.5 ka and its influence on ancient people in the west Liao River Basin of northeastern China[J]. Quaternary Research, 2021, 102: 142-152.

[44] 董光荣, 金炯, 高尚玉, 等. 晚更新世以来我国北方沙漠地区的气候变化[J]. 第四纪研究, 1990, 10(3): 213-222. [Dong Guangrong, Jin Jiong, Gao Shangyu, et al. Climate changes since the late pleistocene in deserts of northern China[J]. Quaternary Sciences, 1990, 10(3): 213-222.]

[45] Sun J M, Li S H, Han P, et al. Holocene environmental changes in the central Inner Mongolia, based on single-aliquot-quartz optical dating and multi-proxy study of dune sands[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2006, 233(1): 51-62.

[46] Gong Z J, Li S H, Sun J M, et al. Environmental changes in Hunshandake (Otindag) Sandy Land revealed by optical dating and multi-proxy study of dune sands[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2013, 76: 30-36.

[47] 夏正楷, 邓辉, 武弘麟. 内蒙西拉木伦河流域考古文化演变的地

貌背景分析[J]. 地理学报, 2000, 55(3): 329–336. [Xia Zhengkai, Deng Hui, Wu Honglin. Geomorphologic background of the prehistoric cultural evolution in the Xar Moron River Basin, Inner Mongolia[J]. Acta Geographica Sinica, 2000, 55(3): 329–336.]

[48] Wang J Y, Gao G Z, Jie D M, et al. Aeolian soils on the eastern side of the Horqin Sandy Land, China: A provenance and sedimentary environment reconstruction perspective[J]. Catena, 2022, 210: 105945, doi: 10.1016/j.catena.2021.105945.

[49] 汤卓炜, 朱永刚, 吉平, 等. 哈民忙哈聚落遗址孢粉分析与哈民文化古生态环境初步研究[J]. 边疆考古研究, 2016, 19: 341–346. [Tang Zhuowei, Zhu Yonggang, Ji Ping, et al. Spore-pollen analysis of Haminmangha settlement and initial research on palaeoecological environment of Hamin culture[J]. Research of China's Frontier Archaeology, 2016, 19: 341–346.]

[50] Guo L C, Xiong S F, Ding Z L, et al. Role of the mid-Holocene environmental transition in the decline of late Neolithic cultures in the deserts of NE China[J]. Quaternary Science Reviews, 2018, 190: 98–113.

[51] Liu L, Duncan N A, Chen X C, et al. Plant-based subsistence strategies and development of complex societies in Neolithic northeast China: Evidence from grinding stones[J]. Journal of Archaeological Science: Reports, 2016, 7: 247–261.

Climate change and desert evolution of Horqin Sandy Land in the mid-late Holocene

LIAO Wanyue[1], JIE Dongmei[1,2,3,4], GAO Guizai[1,2,3,4], WANG Jiangyong[5]

(1. School of Geographical Sciences, Northeast Normal University, Changchun 130024, Jilin, China; 2. Key Laboratory of Geographical Processes and Ecological Security in Changbai Mountains, Ministry of Education, Changchun 130024, Jilin, China; 3. Institute for Peat and Mire Research, State Environmental Protection Key Laboratory of Wetland Ecology and Vegetation Restoration, Changchun 130024, Jilin, China; 4. Institute of Grassland Science, Key Laboratory for Vegetation Ecology, Ministry of Education, Changchun 130024, Jilin, China; 5. College of Geography and Remote Sensing Sciences, Xinjiang University, Urumqi 830017, Xinjiang, China)

Abstract: The Horqin Sandy Land in Inner Mongolia, China, known for its ecological fragility and climate sensitivity, is highly responsive to climate change. This study aims to elucidate the evolutionary processes of the sandy terrain and its response to climatic variations, establishing a theoretical foundation for the future protection and management of sandy lands. The research focuses on an eolian paleosol profile situated on the northeastern periphery of the Horqin Sandy Land. Through grain size analysis, loss on ignition, and phytolith analysis, the study reconstructs past climate changes and sandy land dynamics since the mid-Holocene. The results identify distinct phases of stability and expansion in the Horqin Sandy Land between 5700 and 2400 cal a BP, highlighting a strong correlation between eolian activity and climate fluctuations. From 5700 to 4800 cal a BP, the sandy land remained predominantly stable, coinciding with an intensified East Asian summer monsoon that fostered a warm and moist climate. This stability was followed by gradual expansion between 4800 and 3900 cal a BP, as the weakening summer monsoon led to colder and drier conditions that increased eolian activity and sandy land spread. The period from 3900 to 3300 cal a BP marked a return to stability and contraction, driven by a warmer and more humid climate conducive to soil development. However, from 3300 to 2400 cal a BP, colder and more arid conditions prompted renewed sandy land expansion, ultimately leading to the burial of the paleosol layer with sand. In summary, the evolution of the Horqin Sandy Land during the middle to late Holocene is closely linked to climate variations driven by the East Asian summer monsoon. These findings underscore the need for careful consideration of climate impacts in the development of policies for sandy land management.

Key words: Horqin Sandy Land; climate change; desert evolution; phytolith anlysis; grain-size anlysis